

**Análisis de la deformación del segmento norte del Batolito de Ibagué y su
relación con el metamorfismo colisional Jurásico de Colombia**

Juan Sebastián Roncancio Baquero

UNIVERSIDAD EAFIT

ESCUELA DE CIENCIAS

GEOLOGÍA

2020

**Análisis de la deformación del segmento norte del Batolito de Ibagué y su
relación con el metamorfismo colisional Jurásico de Colombia**

Juan Sebastián Roncancio Baquero

Trabajo de grado presentado como requisito para optar al título de Geólogo

Asesor: Camilo Bustamante Londoño

UNIVERSIDAD EAFIT

ESCUELA DE CIENCIAS

GEOLOGÍA

2020

Agradecimientos

El cariño, la persistencia, el amor, el sacrificio, la sinceridad y el optimismo son algunos de los valores y cualidades únicos impartidos por la familia que se reflejan en la vida de un ser humano, de un hijo; tal como lo decía James Hutton, “El presente es la clave del pasado”.

Agradezco infinitamente a mi madre por ser promotora de mi sueño, por todo el cariño y por su sacrificio, a mi hermana, cuñado y sobrina por todo el amor, apoyo incondicional que me han brindado y por sus consejos, y a la memoria de los 4 ángeles en el cielo que siempre me acompañan y me guían.

Al Doctor Camilo Bustamante Londoño por su paciencia y enseñanza, a Marcela y a Elizabeth, que mas que amigas han sido maestras, a Jorge y a Kamila que me brindaron paciencia, compañía y comprensión.

A la vida por permitirme conocer y aprender de gente tan importante y extraordinaria, a mis amigos y compañeros por las experiencias y momentos compartidos

A los profesores, por instruirme, por aportar su valioso tiempo y conocimiento en tan importante ciencia como es la Geología y por hacerme crecer tanto en el ámbito profesional como personal.

Para finalizar agradezco a mi alma mater por permitirme formarme como profesional durante estos años de dedicación y sacrificio, por tan hermosos espacios de aprendizaje, compartiendo momentos de alegría, ilusiones y anhelos.

Tabla de contenido

1. Introducción.....	9
2. Contexto tectónico regional.....	10
3. Metodología.....	12
4. Resultados	15
4.1. Grupo 1	16
4.2. Grupo 2	17
4.3. Grupo 3	19
4.4. Grupo 4	21
4.5. Grupo 5	23
5. Discusión	24
6. Conclusiones	28
7. Referencias	29

Lista de figuras

Figura 1. Mapa de localización del área de estudio. El área en rojo claro representa el segmento norte del batolito de Ibagué, localizado en el flanco oriental de la Cordillera Central.	14
Figura 2. Mapa de localización y distribución de los grupos de deformación	15
Figura 3 Tipos principales de recristalización dinámica. (modificado de Passchier et al., 1996).....	16
Figura 4. Secciones delgadas, en la muestra CI9A se observa una roca de composición gabroica sin texturas de deformación evidentes y en la muestra CI9B.se observan cristales de feldespatos subhedrales, con zonación, cuarzos con extinción ondulatoria y contactos de tipo interlobados.	17
Figura 5 Secciones delgadas, en la muestra CI1 se observan cristales de feldespatos alterados y subhedrales con cuarzos de contactos interlobados, además se presentan texturas de intercrecimiento y la muestra CI2 se observan cuarzos con extinción ondulatoria y extinción tipo Chessboard	18
Figura 6 Secciones delgadas, en la muestra CI3 se observan cristales de feldespatos subhedrales muy alterados, donde en algunos se aprecian zonación con biotitas cloritizadas, y la muestra CI05B se observan cristales de feldespatos subhedrales y pequeños cristales de cuarzos con contactos interlobados y extinción ondulatoria, además hay cristales de biotitas.....	18
Figura 7 Sección delgada, en la muestra CI6B se observan cristales de feldespatos subhedrales que muestran zonación, además muestra textura ortocunuladas y con texturas de intercrecimiento, se observan cuarzos con extinción ondulatoria y contactos interlobados.....	19
Figura 8 Secciones delgadas, en la muestra CI10 se aprecian cristales subhedrales de feldespatos parcialmente alterados, algunos muestran macla deformada, por otro lado, se observan cristales de cuarzos ameboides con extinción ondulatoria, y cristales de biotita y en la muestra CI13 se observan cristales de feldespatos subhedrales alterados, con zonación, además se aprecian texturas de intercrecimiento mirmequitico, además los cristales de cuarzo muestran extinción ondulatoria y los cristales están fracturados y muestran texturas de recristalizacion tipo Strain-induced grain boundary migration	20
Figura 9 Secciones delgadas, en la muestra CI14 se observan cristales de feldespatos alterados, muestran textura de macla deformada, por otro lado, los cristales de cuarzos presentan extinción ondulatoria, se encuentran parcialmente fracturados con contactos ameboides y presentan textura de recristalización Strain-induced grain boundary migration y en la muestra CI15 se observan cristales de feldespatos subhedrales y los cristales de cuarzos muestran extinción ondulatoria con contactos ameboides.....	20
Figura 10 Secciones delgadas, en la muestra CI7 se aprecian cristales subhedrales de feldespatos con macla deformada, parcialmente fracturados, por otro lado, los cristales de cuarzos tienen extinción ondulatoria, muestran texturas de deformación tipo Subgrain rotation recristalization y tienen contactos ameboides; en la muestra CI8 se observan cristales de feldespatos anhedrales, alterados y fracturados, por otro lado los cristales de cuarzo muestran extinción ondulatoria y texturas deformacionales tipo Grain boundary migration recristalization.	21

Figura 11 Secciones delgadas, en la muestra CI11A se observan cristales de feldespatos fracturados con textura de macla deformada, los cuarzos muestran extinción ondulatoria y en la muestra CI11B se aprecian cristales de feldespatos anhedrales, fracturados con pertitas y pertitas tipo flama, por otro lado, los cristales de cuarzo muestran extinción ondulatoria, textura de deformación Grain boundary migration recrystalization. 22

Figura 12 Secciones delgadas, en la muestra GG12 se observan cristales anhedrales de feldespato alterados, con macla deformada y pertita tipo flama, los cristales de cuarzo muestran extinción ondulatoria, y textura tipo Grain boundary migration recrystalization con limites ameboides y la muestra GG17 contiene cristales de feldespato fracturado y muy alterados, los cuarzos tienen extinción ondulatoria y muestran textura tipo Grain boundary migration recrystalization..... 22

Figura 13 Secciones delgadas, muestran deformación milonítica, en donde las muestras CI4 y GG105 poseen cristales de cuarzo elongados con textura tipo Grain boundary migration recrystalization con matriz microcristalina 23

Lista de tablas

Tabla 1. Relación entre las texturas de cristalización y los rangos de temperatura en los cuales se desarrollan. Rangos de temperatura tomados de Passchier et al., (1996).....	24
Tabla 2. Tipos de texturas de deformación presentes en las agrupaciones planteadas para las muestras.....	25

Resumen

En este trabajo se hace un análisis microestructural de 22 muestras pertenecientes al segmento norte del Batolito de Ibagué agrupándolos en 5 categorías según sus patrones y la intensidad de deformación. Se identifican características de deformación como extinción ondulatoria y tablero de ajedrez en cuarzos, así como maclas de deformación en plagioclasas y diferentes tipos de recrystalización y recuperación de cristales. En menor medida, se presenta milonitización y deformación cataclástica. Todas estas características de deformación no presentan una distribución específica dentro del sector norte del Batolito de Ibagué, lo que sugiere que la subdivisión del mismo, con base en características de deformación (i.e. Metatonalita de Anzoátegui al W y Tonalita de Ibagué al E) no es posible. Esto se sustenta, además, en las características químicas y geocronológicas reportadas en trabajos anteriores para el mismo cuerpo, las cuales muestran que se trata de un cuerpo cogenético con un patrón de diferenciación normal. Este cuerpo, por lo tanto, no sería sintectónico con el metamorfismo colisional Jurásico registrado al occidente.

1. Introducción

Los arcos magmáticos continentales, son los lugares en donde una placa oceánica subduce bajo una continental, generando por un lado grandes volúmenes de magma por un prolongado período de tiempo, y por otro, se produce metamorfismo orogénico, tanto regional como de contacto (Ducea et al., 2015; Stern, 2002). Adicionalmente, en los arcos magmáticos continentales, la partición de los esfuerzos durante la convergencia puede generar regímenes transpresivos, transtensivos o convergencia sin-extensional (Stern, 2002). Esta confluencia entre generación de rocas magmáticas, metamórficas y deformación, puede generar rocas intrusivas a la par con el metamorfismo, por lo que ambas deberían registrar características de deformación compatibles con los niveles corticales en los que fueron generados (Stowell et al., 2019). Las rocas ígneas Jurásicas ubicadas en la margen noroeste de América del Sur se formaron a partir de un arco continental producto de la subducción de la placa Farallón debajo de la placa Suramericana (Bayona et al., 2019; Bustamante et al., 2016). Esto produjo que en Colombia, especialmente en la Cordillera Central, se generaran cuerpos intrusivos de composición granítica (e.g. Batolitos de Mocoa, Ibagué y Segovia) (Álvarez, 1983; Aspden et al., 1987; Bustamante et al., 2010; Bustamante, 2016; Rodríguez et al., 2017; Zapata et al., 2016), en conjunto con rocas metamórficas de la misma edad, que harían parte de lo que se conoce como el Complejo Cajamarca (Blanco-Quintero et al., 2014; Bustamante et al., 2017). Aunque recientemente se ha planteado que tanto las rocas magmáticas como las metamórficas están en contacto tectónico y fueron posiblemente generadas en diferentes segmentos de la margen NW de los Andes durante el Jurásico (Blanco-Quintero et al., 2014; Bustamante et al., 2017), algunos autores plantean que ambos eventos son simultáneos y que parte de las rocas magmáticas que conforman el segmento norte del Batolito de Ibagué serían sin-tectónicas con el metamorfismo y diferentes al resto del arco magmático Jurásico (Rodríguez et al., 2017).

Este trabajo tiene como fin hacer un análisis de las características de deformación del sector norte del Batolito de Ibagué, siguiendo los criterios establecidos por Passchier et al., (1996), Hutton (1998), Paterson et al., (1989), Vernon et al., (2000) y Vernon (2019) con el objetivo de entender el origen y posible temporalidad de la deformación que registra este cuerpo y su relación con el metamorfismo colisional Jurásico al occidente.

2. Contexto tectónico regional

Los Andes del Norte en Colombia se caracterizan por ser tres cadenas montañosas con tendencia aproximadamente Norte-Sur constituidas como resultado de diferentes fases de acreción intercalados con procesos continuos de subducción (Restrepo y Toussaint, 1988; Toussaint, 1995; Cediel et al., 2003; Pindell et al., 2005; Ordoñez et al., 2006; Blanco-Quintero et al., 2014; Bustamante et al., 2017).

La Cordillera Occidental contiene rocas volcánicas de composición máfica y ultramáfica con intercalación de sedimentos marinos de edades cretácicas (Kerr et al., 1997), el análisis geoquímico, isotópico y geocronológico sugiere que se formaron en ambientes intraoceánicos tipo hot-spot y son equivalentes a las rocas de los plateaus que formaron la placa Caribe (Kerr et al., 1997; Vallejo et al., 2006; Villagomez et al., 2011). La Cordillera Central por otro lado, se compone de un basamento polimetamórfico de edades Permo-Triásicas intruídas por una serie de cuerpos plutónicos de composición variable de edades Jurásica tardía a Cretácica temprana (Vinasco et al., 2006; Villagómez et al., 2011; Restrepo et al., 2011; Martens et al., 2014; Cochrane et al., 2014). Finalmente, la Cordillera Oriental está compuesta de un basamento ígneo y metamórfico de edades Precámbricas y Paleozoicas, el cual alberga rocas de edades Grenvillianas (Restrepo-Pace et al., 1997), y se encuentra cubierto por secuencias sedimentarias deformadas de edades Paleozoicas y Mesozoicas tardías (Gonzales et al., 1988; Toussaint, 1993; Restrepo-Pace et al., 1997; Cediel et al., 2003; Cordani et al., 2005; Ordoñez-Carmona et al., 2006) que registran ambientes tectónicos de margen activo y pasivo (Sarmiento-Rojas et al., 2006; Horton et al., 2010).

En la Cordillera Central se registran diversos eventos tectónicos abarcando desde el Pérmico, el cual evidencia la formación de un arco continental producto de la subducción de la litósfera del Pacífico debajo del margen oeste de Pangea entre 288-255 Ma, generando granitoides calco-alcalinos (Cochrane et al., 2014; Villagómez et al., 2011; Spikings et al., 2019), posteriormente se presenta un evento de rifting el cual inició hace 240 Ma generando anatectitas de carácter peraluminoso y secuencias ofiolíticas como la Ofiolita de Aburrá (Vinasco et al., 2006; Correa-Martínez., 2007; Cardona et al., 2010; Cochrane et al., 2014;

Piraquive, 2016) y continuando con la formación de un arco durante el Triásico tardío y el Jurásico temprano debido a la subducción de la placa Farallón bajo la placa Suramericana generando varios pulsos magmáticos resultando en Batolitos de composición variable (Aspden et al., 1987; Villagómez et al., 2011; Cochrane et al., 2014a). Además, la evolución tectónica de la Cordillera Central estuvo controlada por varios sistemas de fallas transcurrentes como la falla Otú-Pericos al este y el sistema de fallas Cauca-Almaguer al oeste, y también en el costado occidental las fallas de San Jerónimo y Silvia-Pijao definen el sistema de fallas Romeral (Toussaint, 1995; Bayona et al., 2010; Blanco-Quintero et al., 2014).

El magmatismo Jurásico corresponde a un periodo de actividad magmática muy extensa en Colombia y durante este tiempo se generaron grandes Batolitos los cuales se distribuyen a lo largo del Macizo de Santander, la Cordillera Central y la Sierra Nevada de Santa Marta (Irving, 1975; Álvarez, 1983; Aspden et al., 1987; Bustamante et al., 2010; Zapata et al., 2016). Para explicar la evolución magmática de estos cuerpos intrusivos se proponen 3 modelos regionales a lo largo del Jurásico y el Cretácico tardío, en los cuales 2 especifican migración del arco magmático y un tercero indica las condiciones de un arco estacionario; el primer modelo sugiere que el arco migra hacia el oeste, producto de un slab roll-back provocando adelgazamiento de la corteza y generación cortical más joven (Cochrane et al., 2014; Spikings et al., 2015), el segundo postula la migración del arco hacia el este debido a erosión por subducción, en el que se erosiona el prisma de acreción y la entrada de los sedimentos aportan contenido de agua a la placa que subduce ocasionando un aumento en el volumen del magmatismo (Rodríguez et al., 2018; García, 2018), por último, el tercer modelo propuesto indica que el arco magmático es de carácter estacionario resultado de una subducción oblicua ocasionando una disminución en la producción magmática entre 165 y 129 Ma (Bustamante et al., 2016).

El Batolito de Ibagué, el cual fue nombrado por Nelson (1957), es uno de los mayores cuerpos ígneos intrusivos que se presentan en el flanco oriental de la Cordillera Central de Colombia, más específicamente ubicado al norte y al occidente de Ibagué (Núñez, 1986). Este cuerpo intrusivo cubre un área aproximadamente de 11700 km² e incluye una variación de

composiciones desde tonalita hasta granodiorita (Bustamante, 2016; Rodríguez et al., 2017). Se determinó mediante geocronología de U-Pb en circones, un rango de edades para el Batolito de 145 a 177 Ma en el sector norte y en el sector sur una edad de 189 millones de años (Leal-Mejía, 2011; Villagómez et al., 2011; Bustamante, 2016) sugiriendo que la edad del magmatismo relacionado con la subducción de la placa Farallón bajo la placa Suramericana por el cual se generó, comenzó hace 200 millones de años y cesó hace aproximadamente 145 millones de años (Bustamante et al, 2016).

Las metapelitas y metabasitas de grado medio pertenecientes al Complejo Cajamarca (Cordillera Central de Colombia) se encuentran en contacto fallado con el Batolito de Ibagué, mostrando una foliación muy marcada, localmente milonítica que indica un intenso metamorfismo dinámico-térmico (Blanco-Quintero et al., 2014); además se encuentran fábricas magmáticas propias del Batolito mostrando una deformación dúctil expresada en una ligera orientación preferencial de anfíboles (Bustamante et al, 2016) y otros minerales como biotitas y cuarzos recrystalizados (Calderón, 2015).

3. Metodología

Para el desarrollo de este trabajo, se utilizaron 22 secciones delgadas de 18 muestras las cuales tienen análisis de geoquímica en roca total, isótopos de Nd, Pb y Hf y edades U-Pb en circones (Bustamante et al. 2016). Estas muestras fueron tomadas en varias localidades del segmento norte del Batolito de Ibagué en el departamento del Tolima. Los 4 restantes fueron tomadas cerca de la falla de Ibagué, en la vía que conduce de Ibagué a Mariquita (Figura 1). El análisis de las secciones delgadas consistió en observaciones microestructurales que pudieran dar información de la fábrica magmática, la cual es producida por la dinámica magmática, que orienta y redistribuye los cristales (Paterson, 1998). Su importancia radica en la comprensión de los procesos de emplazamiento plutónico, esfuerzos tectónicos regionales y procesos que han ocurrido al interior de la cámara magmática (Fowler y Paterson, 1996). Adicionalmente, la alineación preferencial de minerales ígneos y enclaves máficos en plutones, registran como fue la deformación durante el proceso de cristalización en masas reologicamente complejas, las cuales contienen tanto fundido como cristales (Marre, 1986; Pitcher, 1993), y que gracias a los análisis en rocas parcialmente fundidas, han

sido útiles para limitar el comportamiento reológico y los mecanismo de deformación en magmas graníticos (Arzi, 1978; Van der Molen y Paterson, 1979; Dell' Angelo et al., 1987; Laporte, 1994; Rushmer, 1995), de la misma manera junto con los criterios microestructurales presentados antes, los análisis fueron desarrollados principalmente en cuarzos y plagioclasas, debido a que estos minerales en granitoides sufren fácilmente deformación plástica y por lo tanto son indicadores sensibles de flujo en estado sólido (Vernon, 1988) y además son los que se presentan en mayores proporciones en las muestras con respecto a los minerales máficos.

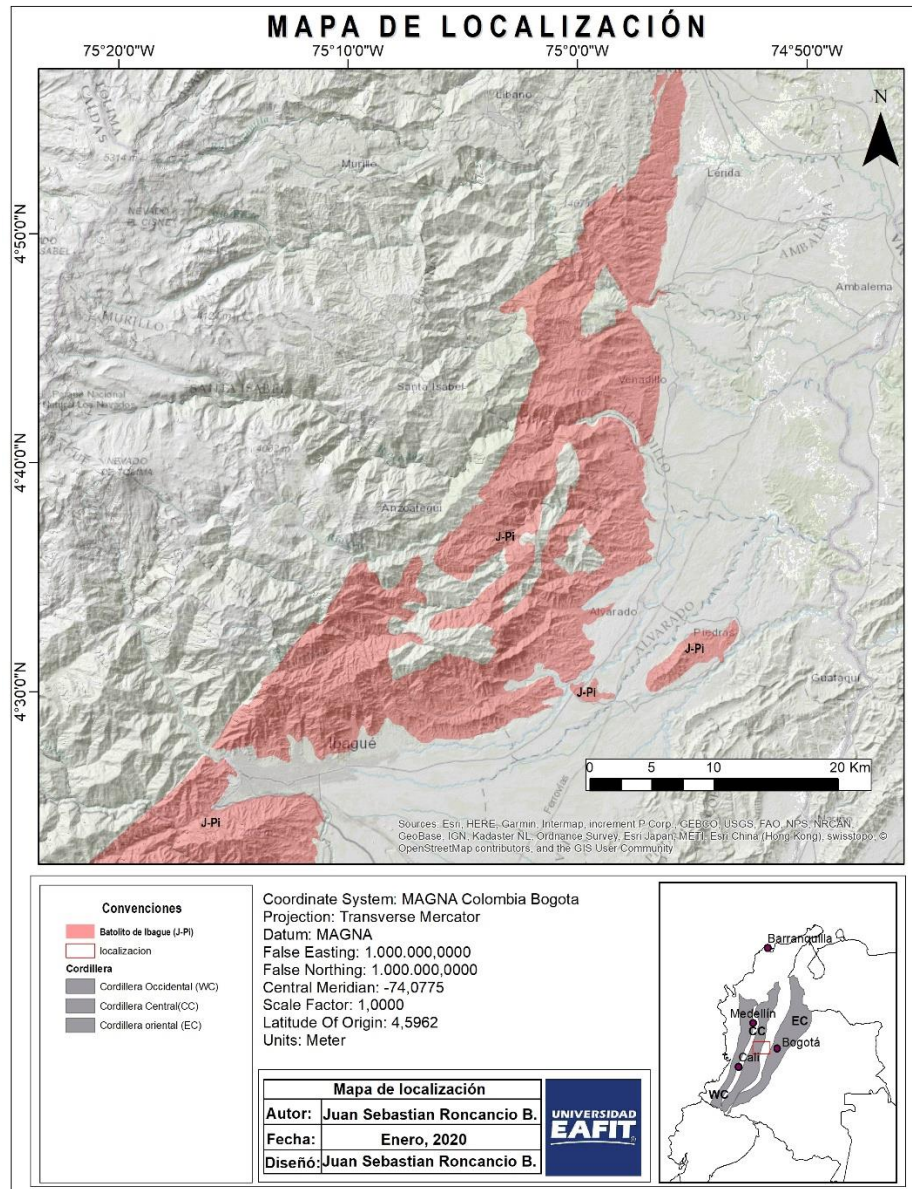


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio. El área en rojo claro representa el segmento norte del batolito de Ibagué, localizado en el flanco oriental de la Cordillera Central.

De esta manera se determinaron 5 agrupaciones de rocas de acuerdo con la intensidad de la deformación siendo el grupo 1 el que presenta menor deformación y el grupo 5 el que presenta mayor deformación (Figura 2). Cada grupo se detalla a continuación.

microestructurales, las evidencias de deformación encontradas, la morfología de los cristales individuales y la morfología de los agregados minerales tales como anfíboles y biotitas, siguiendo los parámetros de Passchier et al. (1996), Vernon (2000) y Vernon (2019). A partir de dichas características, fue posible determinar el grado de deformación y la temperatura a la que ocurre (Figura 3).

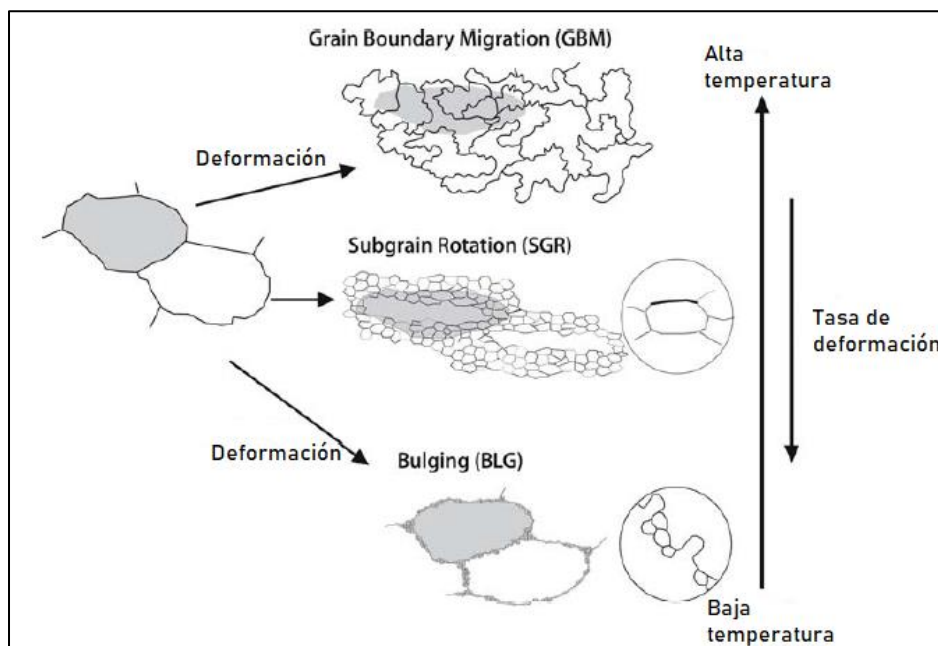


Figura 3 Tipos principales de recristalización dinámica. (modificado de Passchier et al., 1996)

4.1. Grupo 1

Se encontró que las secciones CI9A y CI9B (Figura 4) ubicadas al Noreste del Batolito de Ibagué son de composición gabroica y no presentan texturas de deformación evidentes de manera que los cristales de feldespatos son subhedrales, se identifican cristales con zonación a pesar del avanzado estado de sericitización y la forma entre los agregados minerales es del tipo poligonal tal y como es establecido por Passchier et al., (1996), además los cristales de cuarzo muestran extinción ondulatoria y la forma de los agregados minerales son irregulares del tipo interlobado (Passchier et al., 1996), hay presencia de clinozoicitas producto de alteración de plagioclasas y de anfíboles subhedrales y poligonales.

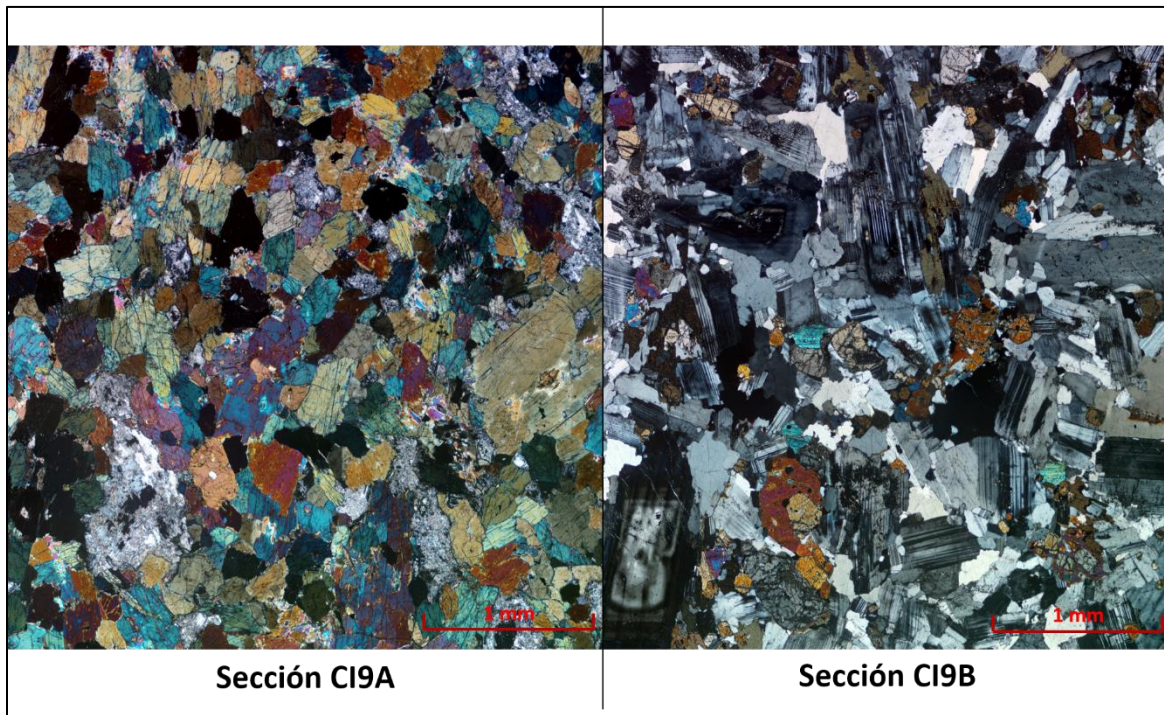


Figura 4. Secciones delgadas, en la muestra CI9A se observa una roca de composición gabroica sin texturas de deformación evidentes y en la muestra CI9B se observan cristales de feldespatos subhedrales, con zonación, cuarzos con extinción ondulatoria y contactos de tipo interlobados.

4.2. Grupo 2

Por otro lado, en la zona más septentrional del Batolito se encuentran las secciones CI1, CI2, CI3, CI5B y CI6B (Figs. 5, 6 y 7), en las cuales se muestran patrones en cristales de feldespatos que son de mayor tamaño como zonación, algunos cristales están fracturados y muestran textura ortocumulada (Vernon, 2019), de manera general estos cristales se encuentran muy alterados a sericita, son euhedrales y de contactos interlobados, por otro lado los cuarzos encontrados muestran texturas como extinción ondulatoria, y otros cristales muestran extinción tipo tablero de ajedrez (Passchier et al., 1996 y Vernon, 2019), además se muestra texturas de intercrecimiento tipo gráfica y mirmequitica especialmente en las secciones CI1 y CI6B, además se encuentran clinozoicitas producto de alteración de las plagioclasas y cloritas alterando a minerales ferromagnesianos como anfíboles.

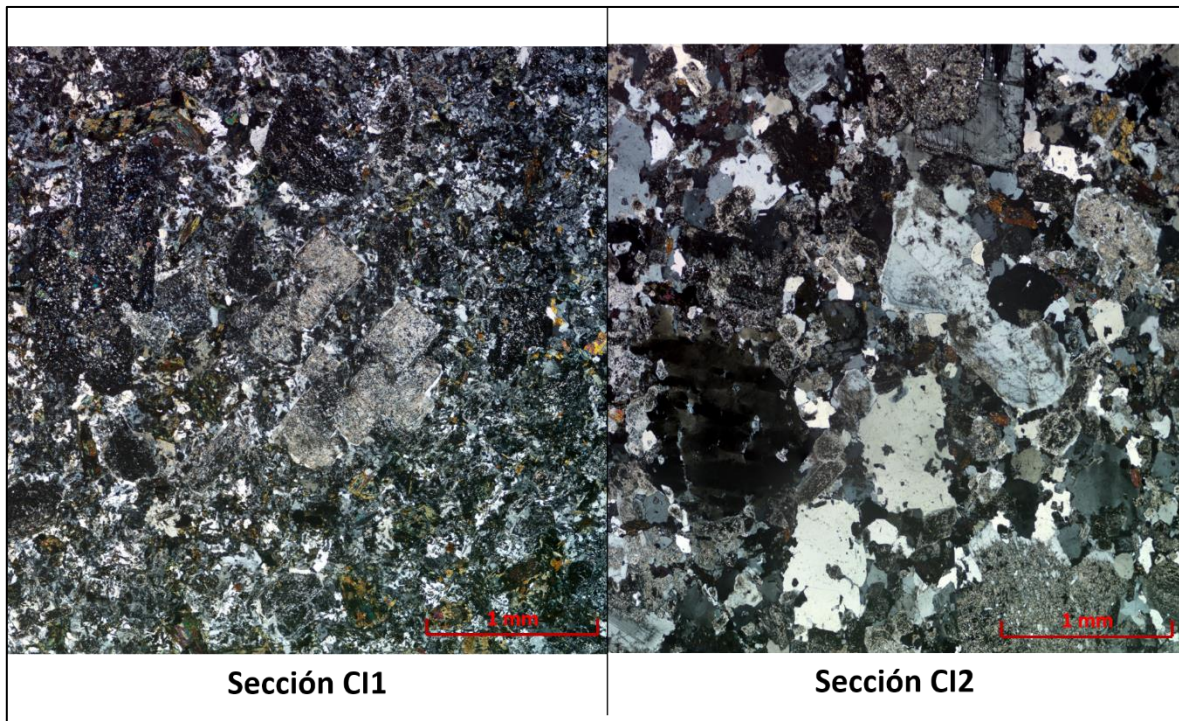


Figura 5 Secciones delgadas, en la muestra CI1 se observan cristales de feldespatos alterados y subhedrales con cuarzos de contactos interlobados, además se presentan texturas de intercrecimiento y la muestra CI2 se observan cuarzos con extinción ondulatoria y extinción tipo Chessboard

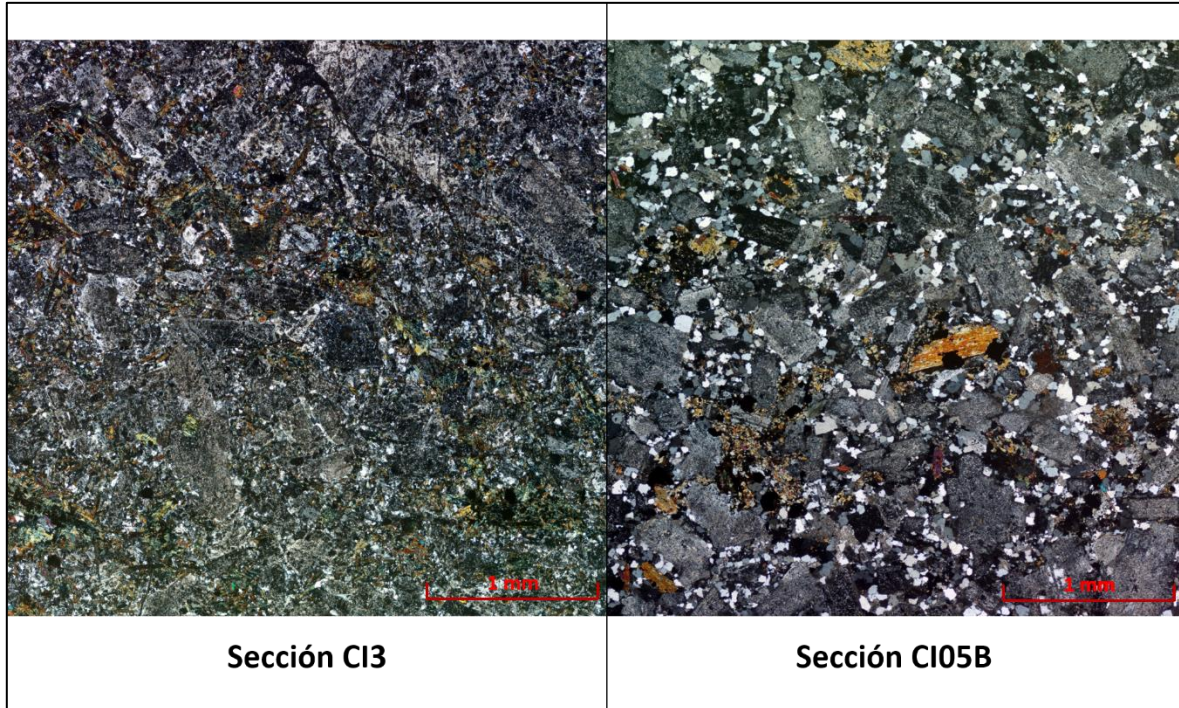


Figura 6 Secciones delgadas, en la muestra CI3 se observan cristales de feldespatos subhedrales muy alterados, donde en algunos se aprecian zonación con biotitas cloritizadas, y la muestra CI05B se observan cristales de feldespatos subhedrales y pequeños cristales de cuarzos con contactos interlobados y extinción ondulatoria, además hay cristales de biotitas.



Figura 7 Sección delgada, en la muestra CI6B se observan cristales de feldespatos subhedrales que muestran zonación, además muestra textura ortocunuladas y con texturas de intercrecimiento, se observan cuarzos con extinción ondulatoria y contactos interlobados.

4.3. Grupo 3

El siguiente grupo se encuentra distribuido en el costado Oriental del cuerpo intrusivo y consta de las secciones CI10, CI13, CI14, CI15 (Figs. 8 y 9) en las cuales se muestran microtexturas en feldespatos como zonación, maclas deformada y se encontraron texturas de intercrecimiento tipo mirmequitico especialmente en la sección CI13, de manera general estos cristales se encuentran poco fracturados, son subhedrales e interlobados con una incipiente alteración a sericita, por otro lado los cuarzos muestran texturas como extinción ondulatoria, extinción tipo tablero de ajedrez y se aprecian texturas de recristalización dinámica tipo “Strain-induced grain boundary migration” (Passchier et al., 1996; Vernon 2019) donde la forma de los agregados minerales es del tipo ameboide, además se muestran texturas simplectíticas con anfíboles, y que estos a su vez surgen como producto de uralitización, además se encuentran cloritas como producto de alteración de minerales ferromagnesianos como anfíboles.

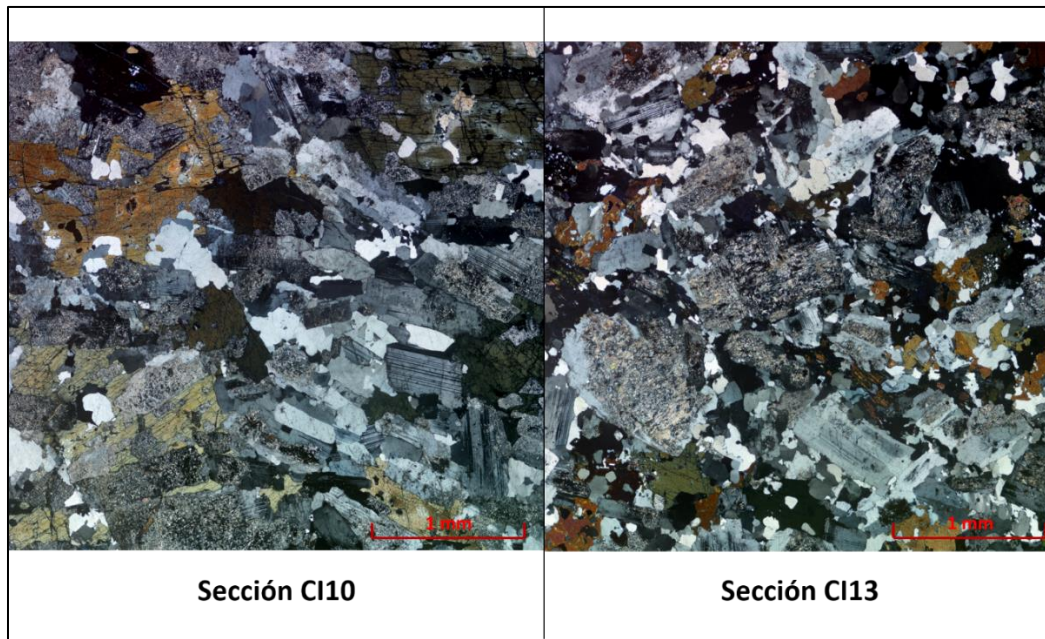


Figura 8 Secciones delgadas, en la muestra CI10 se aprecian cristales subhedrales de feldespatos parcialmente alterados, algunos muestran macla deformada, por otro lado, se observan cristales de cuarzos ameboides con extinción ondulatoria, y cristales de biotita y en la muestra CI13 se observan cristales de feldespatos subhedrales alterados, con zonación, además se aprecian texturas de intercrecimiento mirmequitico, además los cristales de cuarzo muestran extinción ondulatoria y los cristales están fracturados y muestran texturas de recristalización tipo Strain-induced grain boundary migration

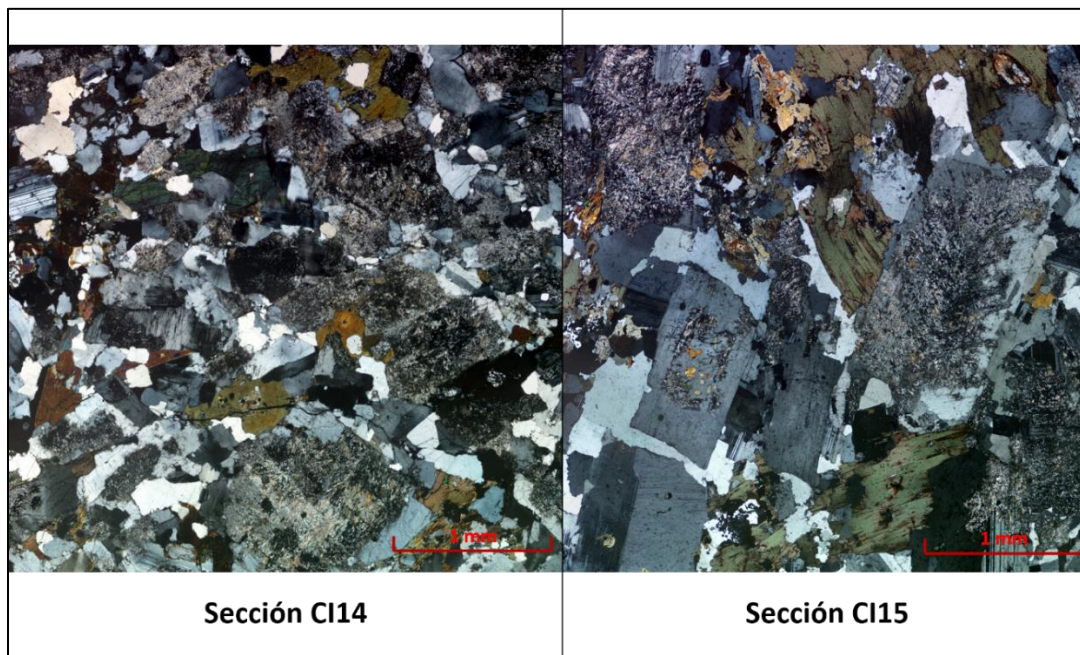


Figura 9 Secciones delgadas, en la muestra CI14 se observan cristales de feldespatos alterados, muestran textura de macla deformada, por otro lado, los cristales de cuarzos presentan extinción ondulatoria, se encuentran parcialmente fracturados con contactos ameboides y presentan textura de recristalización Strain-induced grain boundary migration y en la muestra CI15 se observan cristales de feldespatos subhedrales y los cristales de cuarzos muestran extinción ondulatoria con contactos ameboides.

4.4. Grupo 4

El otro grupo definido se distribuye de manera no uniforme encontrándose entre el Suroccidente y entre el costado Nororiental del Batolito; consiste de las secciones CI7, CI8, CI11A, CI11B, GG12 y GG17 (Figs. 10, 11 y 12) en donde se aprecian texturas en cristales de feldespatos como maclas deformadas, hay presencia de intercrecimiento mirmequitico especialmente en la sección CI11B, hay presencia de pertitas y pertitas tipo flama (Vernon, 2000 y Vernon, 2019) encontradas en las secciones CI11B y GG12; los cristales son subhedrales interlobados y algunos se encuentran alterados a sericita; por otro lado los cristales de cuarzo muestran extinción ondulatoria, la extinción tipo tablero de ajedrez se hace más frecuente, y se presenta la textura de de recristalización dinámica tipo “subgrain rotation recrystallization” y “Grain boundary migration recrystallization” (Figura 3); en general estos cristales son anhedrales y ameboides, y el grupo que tiene más deformación y que se encuentra tanto al Suroeste.

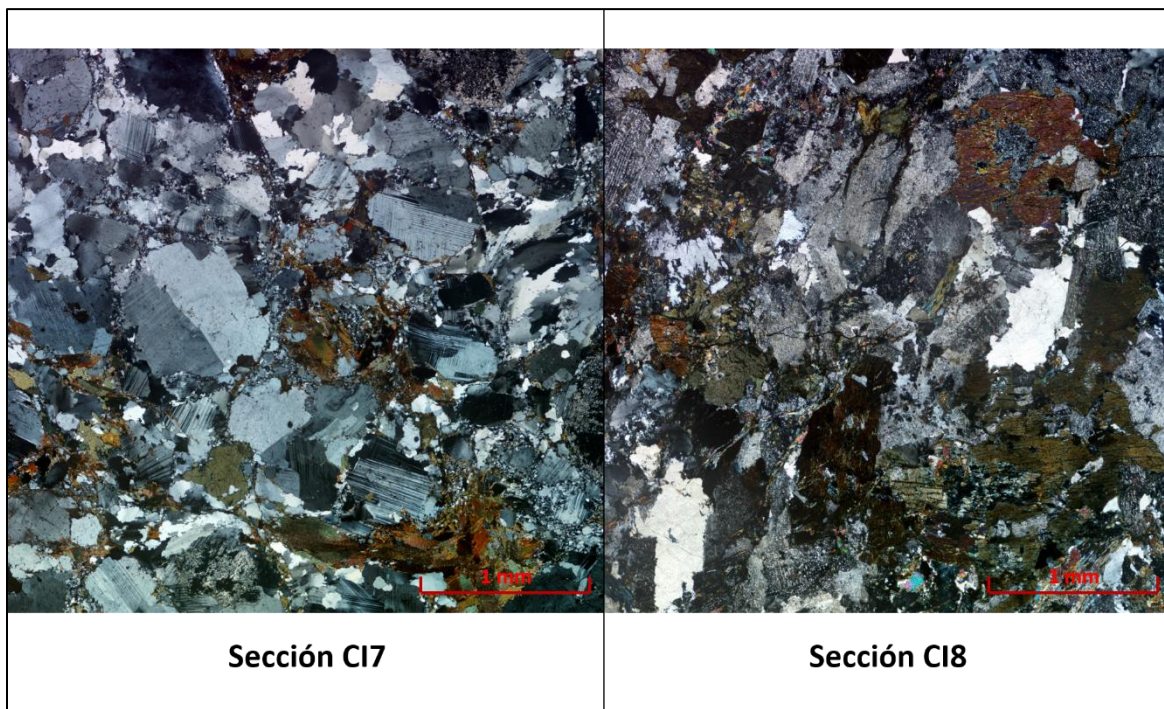


Figura 10 Secciones delgadas, en la muestra CI7 se aprecian cristales subhedrales de feldespatos con macla deformada, parcialmente fracturados, por otro lado, los cristales de cuarzos tienen extinción ondulatoria, muestran texturas de deformación tipo Subgrain rotation recrystallization y tienen contactos ameboides; en la muestra CI8 se observan cristales de feldespatos anhedrales, alterados y fracturados, por otro lado los cristales de cuarzo muestran extinción ondulatoria y texturas deformacionales tipo Grain boundary migration recrystallization.

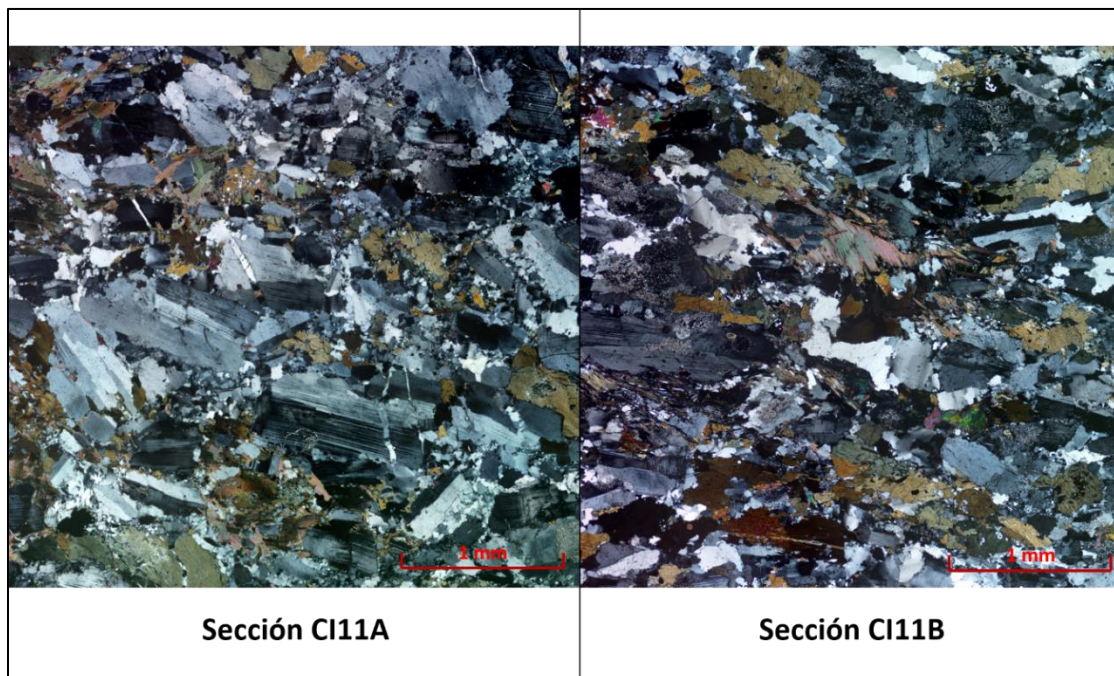


Figura 11 Secciones delgadas, en la muestra CI11A se observan cristales de feldespatos fracturados con textura de macla deformada, los cuarzos muestran extinción ondulatoria y en la muestra CI11B se aprecian cristales de feldespatos anhedrales, fracturados con perfitas y perfitas tipo flama, por otro lado, los cristales de cuarzo muestran extinción ondulatoria, textura de deformación Grain boundary migration recrystalization.

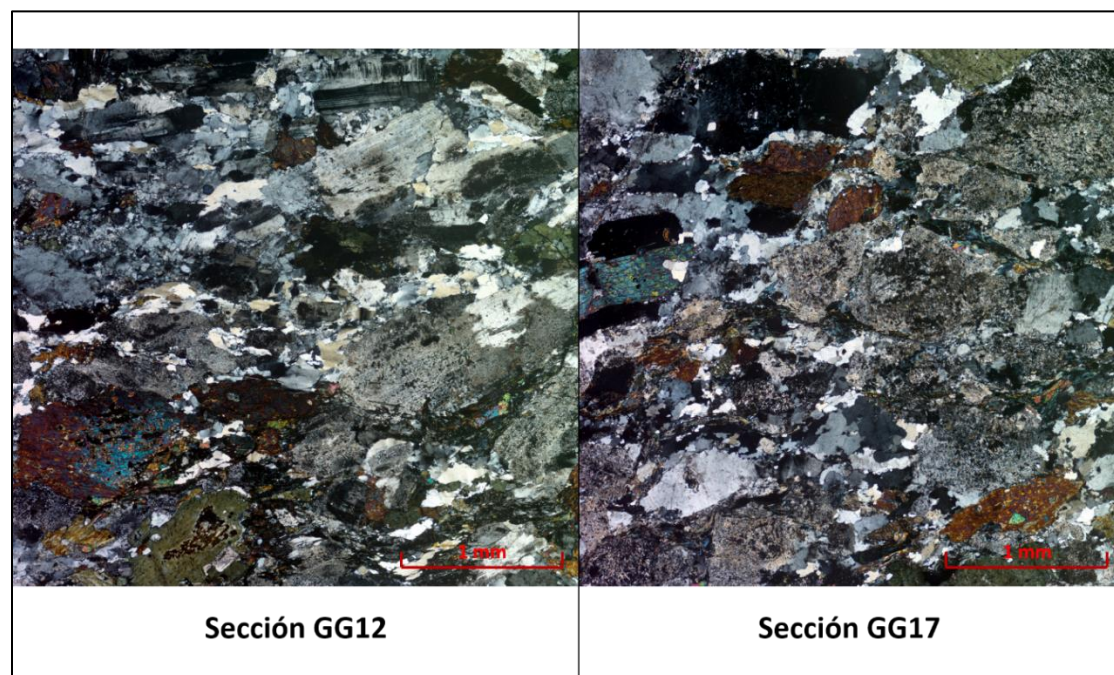


Figura 12 Secciones delgadas, en la muestra GG12 se observan cristales anhedrales de feldespato alterados, con macla deformada y perfitas tipo flama, los cristales de cuarzo muestran extinción ondulatoria, y textura tipo Grain boundary migration recrystalization con limites ameboides y la muestra GG17 contiene cristales de feldespato fracturado y muy alterados, los cuarzos tienen extinción ondulatoria y muestran textura tipo Grain boundary migration recrystalization.

4.5. Grupo 5

Finalmente entre el costado suroccidental y al noroeste del Batolito de Ibagué se encuentran las secciones CI4 y GG15 (Figura 13), estas poseen cristales de cuarzo que muestran extinción ondulatoria y que sufrieron recrystalización dinámica tipo “Grain boundary migration recrystalization” (Figura 3), los cuales son anhedrales y ameboides, además se presenta una matriz de cristales de cuarzos vista en la sección CI4; por otro lado los feldespatos se encuentran muy alterados a sericita y son cristales muy pequeños; de manera general estas 2 secciones presentan deformación milonítica.

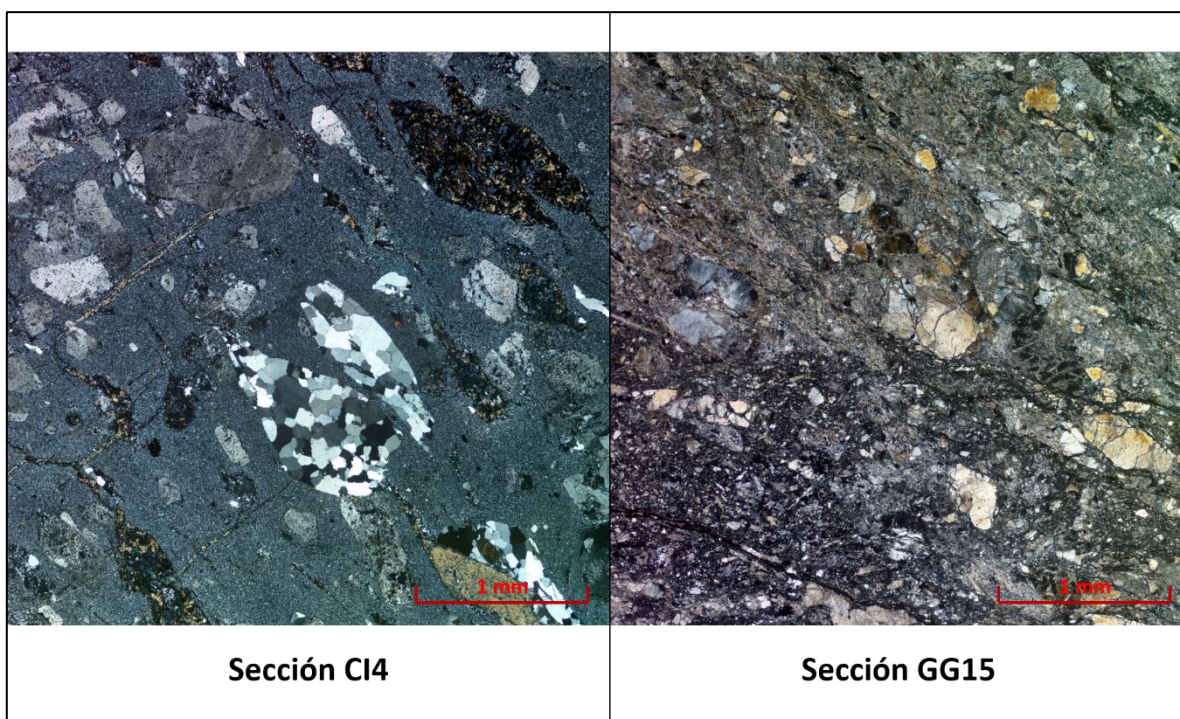


Figura 13 Secciones delgadas, muestran deformación milonítica, en donde las muestras CI4 y GG105 poseen cristales de cuarzo elongados con textura tipo Grain boundary migration recrystalization con matriz microcristalina

5. Discusión

De acuerdo con la distribución de la deformación que se pudo observar en las secciones delgadas del sector norte del Batolito de Ibagué, se puede inferir que este cuerpo plutónico presenta características de deformación variable sin un patrón espacial claro o un control estructural que permita dividirlo en zonas de mayor o menor deformación. Es decir, se pueden encontrar rocas que presentan características de deformación de alta temperatura tanto en la zona oriental como en la occidental, sin que esto implique que se trate de cuerpos intrusivos distintos o formados en condiciones tectónicas diferentes (Tabla 1). De igual forma ocurre con las rocas no deformadas, las cuales son comunes tanto al este como al oeste.

Tabla 1. Relación entre las texturas de cristalización y los rangos de temperatura en los cuales se desarrollan. Rangos de temperatura tomados de Passchier et al., (1996)

Estructuras de recrystalización	Rangos de temperaturas		Grupo de muestras
	Cuarzo	Feldespatos	
Bulging recrystallisation	<300°C-400°C	400°C-500°C	Grupos 3 y 4
Subgrain rotation	400°C-500°C	450°C-600°C	Grupo 4
Grain boundary migration	500°C-700°C	>850°C	Grupo 5

Los resultados presentados en este estudio indican que todas las muestras corresponden a rocas ígneas, algunas con el desarrollo de deformación milonítica (CI4) caracterizada por cristales de cuarzo y hornblenda elongados, los cuales pueden alcanzar tamaños de hasta 5 mm dentro de una matriz microcristalina (~40-50%), que correspondería a una protomilonita. Dentro de las microtexturas de recrystalización, de acuerdo las características descritas en Passchier et al. (1996), es posible identificar cristales de cuarzo con extinción ondulatoria que sufrieron recrystalización dinámica tipo “*Grain boundary migration*” vistas en el grupo 5 hasta rocas con texturas de deformación menos marcadas como extinción tablero de ajedrez en cuarzos y texturas de recrystalización tipo “*strain-induced grain boundary migration*” característicos del grupo 3. Es posible afirmar entonces, que según los resultados obtenidos en este análisis hay un rango amplio de estructuras de deformación abarcando desde el grupo 1 donde no se muestran texturas de deformación evidentes y hasta el grupo 5 donde predominan texturas de recrystalización tipo “*Grain boundary migration*” tal como se indica en la Tabla 2, de igual modo muestra variaciones composicionales entre fases gabroicas y

tonalíticas; y que cada grupo incluye rocas que se encuentran tanto al este como al oeste del sector norte del Batolito de Ibagué.

Tabla 2. Tipos de texturas de deformación presentes en las agrupaciones planteadas para las muestras.

Tipo de deformación	Grupo 1	Grupo 2	Grupo 3	Grupo 4	Grupo 5
Extinción ondulatoria		X	X	X	X
Extinción tablero de ajedrez		X	X	X	
Pertita en flama				X	
Macla deformada en plagioclasa			X	X	
Recristalización tipo “Grain boundary migration recrystallization”				X	
Recristalización tipo “subgrain rotation recrystallization”				X	
Recristalización tipo “Strain-induced grain boundary migration”			X		
Deformación milonítica					X

Rodríguez et al. (2017; 2018 y 2019) proponen que el sector norte del Batolito de Ibagué lo componen dos cuerpos plutónicos distintos, uno más antiguo con edad de cristalización entre ca. 158 y 150 Ma y denominado Metatonalita de Anzoátegui localizado en el borde occidental y sintectónico con la unidad de Neises y Anfíbolitas de Tierradentro, que los mismos autores definen como de edad de metamorfismo Jurásico. El segundo se localiza al este, con una edad de cristalización entre ca. 145 a 138 Ma nombrado Tonalita de Ibagué y postectónico al metamorfismo y magmatismo Jurásico del occidente. Rodríguez et al. (2017) argumentan dicha subdivisión con base en que: i) hay una diferencia de edad de cristalización al oeste (más antigua) con respecto al este (más joven), ii) la deformación al occidente se caracteriza por orientación mineral, desarrollo local de estructura néisica y cuarzo policristalino, que interpretan como producto de recristalización metamórfica; mientras que al oriente, la roca plutónica presenta una textura granular a inequigranular y estructura isotrópica a localmente orientada en el contacto con las rocas metamórficas de Tierradentro, a las cuales intruye. Además, Rodríguez et al. (2018) indican que el evento metamórfico que dio origen a la

unidad de anfibolitas y neises de Tierradentro se correlaciona con el evento metamórfico colisional del Jurásico tardío ocurrido al oeste del Batolito de Ibagué (Blanco-Quintero et al., 2014) y aducen que la relación entre el Batolito de Ibagué y la unidad de Tierradentro es sintectónica. Sin embargo, en dichos trabajos (Rodríguez et al., 2017; 2018 y 2019) no se discuten las edades U-Pb obtenidas en circones de la unidad de Tierradentro (Bustamante et al., 2017), las cuales muestran que los neises tienen edades de cristalización Pérmica (ca. 271) y las anfibolitas Triásicas (ca. 234 Ma). Los mismos autores presentan datos de isótopos de Hf en circones tanto de los neises (Pérmicos), como de las anfibolitas (Triásicas), en donde concluyen que las rocas Pérmicas tienen una afinidad con los granitoides y ortoneises asociados a la conformación de Pangea, mientras que las Triásicas están asociadas con el registro máfico asociado a la separación de Pangea (revisión en Spikings et al. 2019).

Por otro lado, las rocas estudiadas por Blanco-Quintero et al. (2014) que corresponden al Complejo Cajamarca, no tienen relación alguna entre las rocas de la unidad de Tierradentro, ya que el evento metamórfico colisional dinámico-térmico tipo Barroviano ocasionado por un proceso transpresivo que desencadenó el cierre de la cuenca Forearc y que generó anfibolitas y metapelitas cuyo protolitos se sugieren basáltico y sedimentario respectivamente, contrasta con el evento metamórfico de edades Permo-Triásicas que dio origen a los neises y anfibolitas de Tierradentro.

Adicionalmente, Cochrane et al. (2014), Spikings et al. (2015) y Bustamante et al. (2016) presentan una serie de datos de geoquímica en roca total del Batolito de Ibagué, y la mayoría de estos datos corresponden al sector norte de este Batolito. Estos trabajos concluyen que estas rocas tienen un origen común, de arco magmático continental, demostrado en las tendencias de elementos mayores y traza. Lo que no concuerda con la idea de que el sector norte de dicho Batolito pueda ser separado en dos cuerpos distintos. Aunque Rodríguez et al. (2017; 2019) sugieren que hay una tendencia de esta porción norte del Batolito de Ibagué a presentar edades de cristalización más jóvenes hacia el este, y que por lo tanto serían dos cuerpos distintos al oeste (Metatonalita) y al este (Tonalita), este criterio no es válido para separarlos debido a que es lo que comúnmente ocurre en cuerpos plutónicos de esta naturaleza, asociados a arcos magmáticos continentales (e.g. Sierra Nevada, Coast Mountain, Antioqueño, Patagonia), en donde hay un rejuvenecimiento de las edades de cristalización

hacia adentro del continente (Girardi et al., 2012; Cecil et al., 2011; Duque et al., 2019; Hervé et al., 2007).

Se propone entonces, que el segmento norte del Batolito de Ibagué no podría ser dividido en dos plutones de naturaleza distinta, debido a que no hay una tendencia preferencial en el grado de deformación de este, ya que presenta características de deformación de alta temperatura (e.g. *grain boundary migration*) tanto al este como al oeste, así como rocas sin deformación tanto en el borde occidental como en el borde oriental. Las mayores deformaciones pueden estar asociadas a movimiento más recientes de la falla de Ibagué en las muestras más al sur, mientras que aquellos más al norte estarían asociados a fallas locales, posiblemente relacionadas con la falla Otú-Pericos. Además de esto, el patrón de edades, según los datos de U-Pb en circones (Cochrane et al., 2014; Bustamante et al., 2015; Rodríguez et al., 2017) muestra que este Batolito tiene una tendencia en las edades similar a la que presentan los Batolitos de diferentes arcos magmáticos continentales. Los datos de geoquímica muestran que el patrón de diferenciación es coherente con las edades, siendo las rocas más antiguas menos diferenciadas que las más jóvenes (Bustamante et al., 2016). Por otro lado, la geoquímica isotópica (Bustamante et al., 2017) también muestra que las rocas de Tierradentro, Cajamarca e Ibagué son diferentes, además de que las edades de cristalización en los neises y anfibolitas son claramente más antiguas que las del Batolito de Ibagué. Finalmente, se puede considerar con base en los análisis paleomagnéticos hechos previamente por Bayona et al (2006, 2010), se sugiere que los terrenos Jurásicos amalgamados se movieron desde el sur hacia el norte a lo largo del margen Andino desde el Cretácico temprano, formando una margen transpresiva, que podría ser el responsable de algunas de las características de deformación del Batolito de Ibagué. Sin embargo, son necesarios análisis adicionales que permitan afinar la relación entre la colisión que produjo el metamorfismo Jurásico (Blanco-Quintero et al., 2014) y la deformación en algunos sectores del arco magmático Jurásico en los Andes del Norte.

6. Conclusiones

Se establece que no existe un patrón de deformación claro que permita dividir el cuerpo en regiones de mayor o menor deformación, y que las evidencias microestructurales son características de rangos de temperaturas entre 450 °C y 600°C, observados especialmente en los grupos 3, 4 y 5 (Tabla 1) Por otro lado, la propuesta de subdividir el sector norte del Batolito de Ibagué en dos cuerpos plutónicos diferentes debe replantearse ya que se omiten varios datos geoquímicos y geocronológicos disponibles. Es posible que la relación entre el Batolito de Ibagué y la unidad de anfibolitas de Tierradentro sea postectónica, según las relaciones de intrusión. Finalmente, el evento metamórfico de edades Permo-Triásicas que dio origen a los neises y anfibolitas de Tierradentro no está relacionado con el evento de las rocas pertenecientes al Complejo Cajamarca debido a que contrastan entre su ambiente de formación y composición química.

7. Referencias

- Alvarez, J.A., 1983. Geología de la Cordillera Central y el occidente colombiano y petroquímica de 10s intrusivos granitoides Mesocenozoicos. Boletín Geológico INGEOMINAS, Bogotá, Colombia, p. 26.
- Aspden, J.A., McCourt, W.J., Brook, M., 1987. Geometrical control of subduction related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of western Colombia. *Journal of the Geological Society*.144, 893-905.
- Arzi, A. A., 1978. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*.44, 173-184.
- Bayona, G., Jimenez, G., Silva, C., Cardona, A., Montes, C., Roncancio, J., Cordani, U., 2010. Paleomagnetic data and K-Ar ages from Mesozoic units of the Santa Marta massif: a preliminary interpretation for block rotation and translations. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 817–831.
- Bayona, G., Bustamante, C., Nova, G. & Salazar–Franco, A.M. 2019. Jurassic evolution of the northwestern corner of Gondwana: Present knowledge and future challenges in studying Colombian Jurassic rocks. In: Gómez, J. & Pinilla–Pachon, A.O. (editors), *The Geology of Colombia, Volume 2 Mesozoic*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 36, p. 161–202. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.05>
- Blanco-Quintero, I.F. Garcia-Casco, A. Toro, L. Moreno, M. Ruiz, E. Vinasco, C., 2014. Late Jurassic terrane collision in the northwestern margin Gondwana (Cajamarca Complex. eastern flank of the Central Cordillera. Colombia). *International Geology Review*.56, 1852-1872.
- Bustamante, C., Cardona, A., Bayona, G., Mora, A., Valencia, V., Gehrels, G., Vervoort, J., 2010. U-Pb la-ICP-MS geochronology and regional correlation of Middle Jurassic intrusive rocks from the Garzón Massif, upper Magdalena Valley and Central Cordillera, Southern Colombia. *Bol. Geol.* 32, 93–109.
- Bustamante, C., Archanjo, C. J., Cardona, A., & Vervoort, J. D. (2016). Late Jurassic to Early Cretaceous plutonism in the Colombian Andes: A record of long-term arc maturity. Sao Paulo: The geological society of America.
- Bustamante, C., Archanjo, C. j., Cardona, A., Bustamante, A., & Valencia, V. A. (2017). U-Pb Ages and Hf Isotopes in Zircons from Parautochthonous Mesozoic Terranes in the Western Margin of Pangea: Implications for the Terrane Configurations in the Northern Andes. Chicago: *Journal of Geology*.
- Calderón. E. A., 2015. geochemical behavior and emplacement conditions of the ibagué batholith: regional implications. Thesis, Los Andes Univ. Bogotá, Colombia.
- Cardona, A., Valencia, V., Garzón, A., Montes, C., Ojeda, G. Ruiz, J., and Weber, M., 2010, Permian to Triassic I to S-type magmatic switch in the northeast Sierra Nevada de Santa Marta and adjacent regions, Colombian Caribbean: Tectonic setting and implications within Pangea paleogeography: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, p. 772–783. doi:10.1016/j.jsames.2009.12.005
- Cediel, F., Shaw, R.P., and Cáceres, C., 2003, Tectonic assembly of the Northern Andean Block, in Bartolini, C., Buffer, R.T., and Blickwede, J., eds., *The Circum–Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, and Plate Tectonics*: American Association of Petroleum Geologists Memoir 79, p. 815–848.

- Cochrane, R., Spikings, R., Gerdes, A., Ulianov, A., Mora, A., Villagómez, D., Putlitz, B., Chiaradia, M., 2014a. Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea. *Lithos* 190–191, 383–402.
- Cordani, U.G., Cardona, A., Jimenez, D.M., Liu, D., Nutman, A.P., 2005. Geochronology of Proterozoic basement inliers in the Colombian Andes: tectonic history of remnants of a fragmented Grenville belt. In: Vaughan, A.P.M., Leat, P.T., Pankhurst, R.J. (Eds.), *Terrane Processes at the Margins of Gondwana*, vol. 246. The Geological Society of London Special Publication, pp. 329–346.
- Drew, S.T., Ducea, M.N., Schoenbohm, L.M., 2009. Mafic volcanism
- Correa-Martínez, A.M. 2007. Petrogênese e evolução do Ofiolito de Aburrá, Cordilheira Central dos Andes colombianos. Doctorate thesis, Universidade de Brasília, 204 p. Brasília.
- Dell'Angelo, L. N., Tullis, J., Yund, R. A., 1987. Transition from dislocation creep to melt-enhanced diffusion creep in fine-grained granitic aggregates. *Tectonophysics*. 139, 325–332.
- Donald H. W. Hutton., 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the royal society of edinburgh: earth sciences*. 79, 245–255.
- Ducea, M.N., Saleeby, J.B., Bergantz, G., 2015. The Architecture, Chemistry, and Evolution of Continental Magmatic Arcs. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 43, 299–331. doi:10.1146/annurev-earth-060614-105049
- Duque-Trujillo, J. F., Bustamante, C., Solari, L., Gómez-Mafla, Á., Toro-Villegas, G., and Hoyos, S., 2019a, Reviewing the Antioquia batholith and satellite bodies: a record of Late Cretaceous to Eocene syn- to post-collisional arc magmatism in the Central Cordillera of Colombia: *Andean Geology*, v. 46(1) p. 82–101.
- Fowler, T. K., & Paterson, S. R. (1996). Timing and nature of magmatic fabrics from structural relations around stopped blocks. *California: Journal of structural geology*.
- García, D.A., 2018. Petrogénesis y evolución tectónica de rocas graníticas de la región de Garzón, Cordillera Oriental de Colombia. (Tesis Doctorado). Universidade de São Paulo, Instituto de geociências. São Paulo
- Girardi, J.D., Patchett, P.J., Ducea, M.N., Gehrels, G.E., Cecil, M.R., Rusmore, M.E., Woodsworth, G.J., Pearson, D.M., Manthei, C., Wetmore, P., 2012. Elemental and isotopic evidence for granitoid genesis from deep-seated sources in the Coast Mountains Batholith, British Columbia. *J. Petrol.* 53, 1505–1536. doi:10.1093/petrology/egs024
- Hervé, F., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Calderón, M., and Yaxley, G.M., 2007, The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin: *Lithos*, v. 97, p. 373–394, doi: 10.1016/j.lithos.2007.01.007.
- Horton, B.K., Saylor, J.E., Nie, J., Mora, A., Parra, M., Reyes-Harker, A., Stockli, D.F., 2010. Linking sedimentation in the northern Andes to basement configuration, Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: evidence from detrital zircon U-Pb ages in the Eastern Cordillera of Colombia. *Geological Society of America Bulletin* 122, 1423–1442.
- Irving, E.M., 1975, Structural Evolution of the Northernmost Andes, Colombia. U.S. Geological Survey, Professional Paper, 846 p. 47.
- Kerr, A.C., Marriner, G.F., Tarney, J., Nivia, A., Saunders, A.D., Thirlwall, M.F., and Sinton, C.W., 1997, Cretaceous basaltic terranes in western Colombia: Elemental,

- chronological and Sr–Nd isotopic constraints on petrogenesis: *Journal of Petrology*, v. 38, p. 677–702. doi:[10.1093/petroj/38.6.677](https://doi.org/10.1093/petroj/38.6.677)
- Laporte, D., 1994. Wetting behavior of partial melts during crustal anatexis: the distribution of hydrous silicic melts in polycrystalline aggregates of quartz. *Contributions to Mineral Petrology*. 116, 486–499.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H. and Tobisch, O. T., 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*. 11, 349–363.
- Leal-Mejía, H. 2011. Phanerozoic gold metallogeny in the Colombian Andes: a tectono-magmatic approach. PhD dissertation, Universitat de Barcelona.
- Marre, J., 1986. *The Structural Analysis of Granitic Rocks*. Elsevier, Oxford.
- Martens, U., Restrepo, J. J., Ordoñez-Carmona, O., & Correa-Martinez, A. M. (2014). The Tahamí and Anaconda Terranes of the Colombian Andes: Missing Links between the South American and Mexican Gondwana Margins. *Chicago: The Journal of Geology*.
- Murphy, J. B. (2006). *Igneous Rock Associations 7. Arc Magmatism I: Relationship Between Subduction and Magma Genesis*. GEOSCIENCE CANADA.
- M.R. Cecil^{1,*}, G.L. Rotberg², M.N. Ducea², J.B. Saleeby¹, and G.E. Gehrels² Magmatic growth and batholithic root development in the northern Sierra Nevada, California Geosphere; June 2012; v. 8; no. 3; p. 592–606; doi:[10.1130/GES00729](https://doi.org/10.1130/GES00729)
- Nelson, H. W., 1957. Contribution to the geology of the Central and Western Cordilleras of Colombia, in the sector between Ibagué and Cali. *Leidse. Geol. Meded.* 22, 1–75.
- Núñez, T. A., 1986. Petrogenesis del batolito de Ibagué. *Geología Colombiana*. 15, 35–45.
- Ordóñez-Carmona, O., Álvarez, J.J.R., Pimentel, M.M., 2006. Geochronological and isotopic review of pre-Devonian crustal basement of the Colombian Andes. *J. S. Am. Earth Sci.* 21, 372–382. Otamendi, J.E., Ducea, M.N., Tibaldi,
- Passchier, C.W., 1996. Trouw, R.A.J., *Microtectonics* (2nd ed.). Springer (Chap. 3). Berlín.
- Pindell, J.L., Kennan, L., Maresch, W.V., Stanek, K.P., Draper, G., Higgs, R., 2005. Plate kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc–continent interactions: tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. In: Lallemand, A., Sisson, V.B. (Eds.), *Caribbean–South American Plate Interactions*. Geological Society of America Special Paper, 394, pp. 7–52.
- Piraquive, A. 2016. Marco estructural deformaciones y exhumación de los Esquistos de Santa Marta: La acreción e historia de deformación de un terreno Caribeño al norte de la Sierra Nevada de Santa Marta. Doctorate thesis, Université Grenoble Alpes & Universidad Nacional de Colombia, 394 p. Bogotá.
- Pitcher, W. S., 1993. *The Nature and origin of Granite*. Blackie Academic and Professional, London.
- Restrepo, J.J., and Toussaint, J.F., 1988, Terranes and continental accretion in the Colombian Andes: Episodes, v. 11, p. 189–193.
- Restrepo-Pace, P.A., Ruiz, J., Gehrels, G., Cosca, M., 1997. Geochronology and Nd isotopic data for Grenville-age rocks in the Colombian Andes: new constraints for Late Proterozoic–Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas. *Earth and Planetary Science Letters* 150, 427–441.
- Restrepo, J.J., Ordoñez-Carmona, O., Armstrong, R., Pimentel, M.M., 2011. Triassic metamorphism in the northern part of the Tahamí Terrane of the central cordillera of Colombia. *Journal of South American Earth Sciences* 32, 497–507.

- Rodríguez, G., Obando, G., Correa Martínez, A.M., Zapata, G., Correa, T., 2017. Redefinición del bloque norte del Batolito de Ibagué con base en nuevos datos de petrografía, litogeoquímica y geocronología U-Pb. Obando, M., Rincón, A. y Zapata, J.P. Memoria XVI Congreso Colombiano de Geología, Santa Marta, pp. 1437–1442.
- Rodríguez, G., Arango, M. I., Zapata, G., & Bermúdez, J. G. (2018). Petrotectonic characteristics, geochemistry, and U-Pb geochronology of Jurassic plutons in the Upper Magdalena Valley-Colombia: Implications on the evolution of magmatic arcs in the NW Andes. Medellín: Journal of South American Earth Sciences.
- Rodríguez-García, G., Correa-Martínez, A.M., Zapata-Villada, J.P. & Obando-Erazo, G. 2019. Fragments of a Permian arc on the western margin of the Neoproterozoic basement of Colombia. In: Gómez, J. & Mateus-Zabala, D. (editors), The Geology of Colombia, Volume 1 Proterozoic – Paleozoic. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 35, 34 p. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.35.2019.10>
- Rushmer, T., 1995. Application of rock deformation experiments to melt segregation in the lower crust. In The Origin of Granites and Related Rocks. U.S. geological Survey Circular.87, 130-131.
- Sarmiento-Rojas, L. F.; Van Wess, J. D.; and Cloetingh, S. 2006. Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: inferences from tectonic models. J. South Am. Earth Sci. 21:383–411, doi:10.1016/j.jsames.2006.07.003.
- Sláma, J.; Košler, J.; Condon, D. J.; Crowley,
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., & Beate, B. (2015). The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75 Ma). Suiza: Gondwana Research.
- Spikings, R.A., Cochrane, R., Vallejo, C., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Paul, A., Winkler, W., 2019. Latest Triassic to Early Cretaceous tectonics of the Northern Andes: Geochronology, geochemistry, isotopic tracing, and thermochronology, in: Andean Tectonics. Elsevier, pp. 173–208.
- Stern, R.J., 2002. Subduction zones. Rev. Geophys. 40, 38. doi:10.1029/2001RG000108
- Stowell, H. H., Schwartz, J. J., Ingram III, S. B., Madden, J., Jernigan, C., Steltenpohl, M., & Mueller, P., 2019. Linking metamorphism, magma generation, and synorogenic sedimentation to crustal thickening during Southern Appalachian mountain building, USA. Lithosphere, 11, 722-749.
- Toussaint, J.F., 1995, Evolución Geológica de Colombia: Triásico–Jurásico: Medellín, Editorial Universidad Nacional, 277 p.
- van der Molen. I., Paterson. M. S., 1979. Experimental deformation of partially ‘melted granite. ‘Contributions to- Mineral Petrology. 70, 299-318.
- Vallejo, C., Spikings, R.A., Luzieux, L., Winkler, W., Chew, D., Page, L., 2006. The early interaction between the Caribbean Plateau and the NW South American Plate. Terra Nova 18, 264–269.
- Vernon, R. H. & Flood, R. H. 1988. Contrasting deformation of Sand I-type granitoids in the Lachlan fold belt, eastern Australia. Tectonophysics 147, 127-143 .
- Vernon, R.H., 2000. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state Flow. Electronic Geoscience. 5, 1-23.
- Vernon, R. H. (2019). A Practical Guide to Rock Microstructure. Sydney: Cambridge University Press.

- Villagómez, D., Spikings, R., Mora, A., Guzmán, G., Ojeda, G., Cortés, E., Van der Lelij, R., 2010 Vertical tectonics at a continental crust-oceanic plateau plate boundary zone: fission track thermochronology of the Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia. *Tectonics*.30, 1-22.
- Vinasco, C. J., Cordani, U. G., González, H., Weber, M., & Pelaez, C. (2006). Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo-Triassic granitic gneisses and granitoids of the Colombian Central Andes. Medellín: *Journal of South American Earth Sciences*.
- Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W., Beltrán, A., 2011. Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *Lithos* 125, 875–896.
- Zapata, S., Cardona, A., Jaramillo, C., Valencia, V., and Vervoort, J., 2016, U-Pb LA-ICP-MS geochronology and geochemistry of Jurassic volcanic and plutonic rocks from the Putumayo region (southern Colombia): Tectonic setting and regional correlations: *Boletín de Geología*, v. 38, no. 2, p. 21–38.